

7. Recursos geoquímicos del fondo marino

7.1 Nódulos de manganeso

David Völker

IFM-GEOMAR, Universität Kiel. Alemania

Andrea Koschinsky

School of Engineering and Science, International University Bremen. Alemania

La generación de concentraciones metalíferas en forma de nódulos de manganeso polimetálicos es una de las formas que más ha aportado a los más extensos e importantes depósitos metálicos del océano abisal.

Estos depósitos han sido objeto de interés científico desde hace 30 a 40 años. Se encuentran diseminados encima de sedimentos abisales a profundidades de hasta 5.000 m (Fig. 7.1.1).

Los nódulos son depósitos que se forman por el crecimiento concéntrico en torno a un núcleo de fragmento de rocas, dientes de tiburón o de huesos (Fig. 7.1.2); generalmente dos tercios de su volumen está enterrado en el sedimento y el otro tercio está sobre éste. Típicamente tienen un diámetro variable de 1 a 20 cm (Cronan, 1977).

El crecimiento de los nódulos está en estrecha relación con procesos biogeoquímicos en el agua y en el contacto de los sedimentos con la columna del agua (Halbach et al., 1981; Takematsu et al., 1989). El lado inferior del nódulo crece por precipitación de minerales disueltos en los poros de los sedimentos, mientras que el lado superior recibe, abiertamente, elementos suspendidos en el agua marina.

Como parte de los procesos diagenéticos que transforman sedimentos en rocas sedimentarias, la materia biogénica en los sedimentos es descompuesta por bacterias mediante una serie de reacciones químicas de oxidación y reducción. Estas reacciones movilizan manganeso, hierro y otros metales en forma iónica, formando capas de óxidos de manganeso e incluyendo otros metales pesados como cobre y níquel en torno al núcleo de los nódulos (Haynes et al., 1986; Von Stackelberg, 1997). El lado

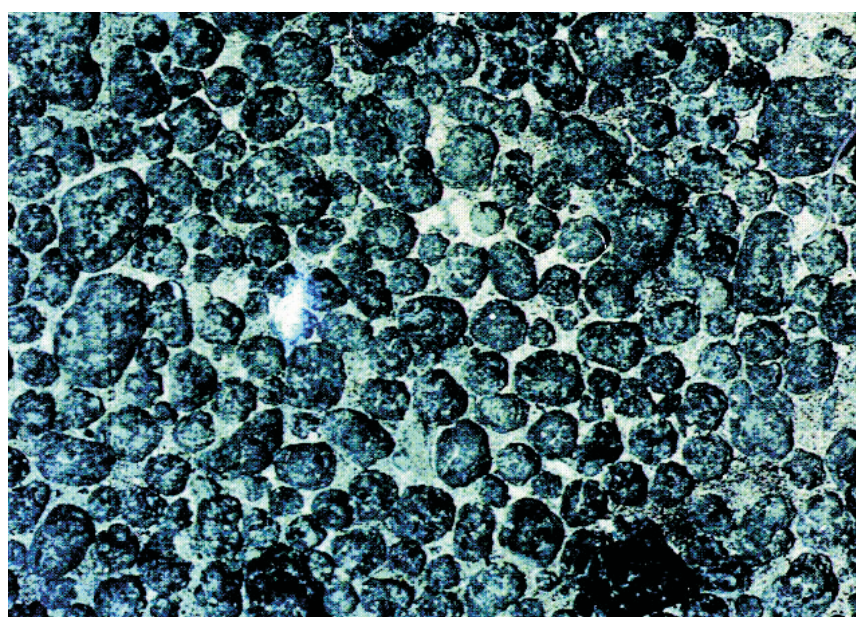


Fig. 7.1.1. Fotografía de un denso pavimento de nódulos de manganeso, obtenida en la cuenca de Perú (expedición SO 106 del buque alemán "Sonne").

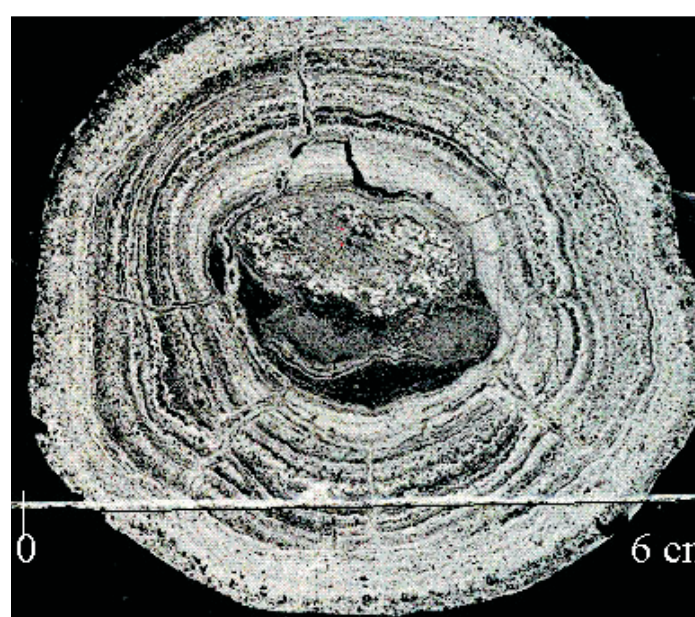


Fig. 7.1.2. Corte transversal en nódulos de manganeso.

superior del nódulo, en contacto con el agua marina, recibe, directamente, óxidos de hierro y manganeso de materias disueltas en la columna marina. Aquí también los óxidos encierran metales preciosos.

Los depósitos de nódulos de manganeso se han encontrado en diversas regiones de los fondos oceánicos, siendo los de mayor interés económico aquellos ubicados en las cuencas de Perú, en el océano Índico y en el Pacífico nororiental. El depósito mundial de nódulos de manganeso se estima en 10 mil millones de toneladas.

Ciertos estudios han estimado que dicha cantidad y calidad pueden proveer la demanda mundial de níquel, cobalto, cobre y manganeso para el futuro. El contenido de manganeso de los nódulos en las regiones económicamente más interesantes, alcanza el 27 a 30%. Aun cuando, el valor verdadero de los nódulos resulta de su contenido promedio de cobre (1,3%), níquel (1,4%) y cobalto (0,5%) (datos de la zona de fractura Clarion-Clipperton). Estos elementos forman parte de los recursos naturales fundamentales y estratégicos. Dado el alto valor, la profundidad de las regiones más mineralizadas y su distancia de los continentes obliga al desarrollo de una tecnología nueva y costosa para utilizar esos recursos.

Fonseca & Morales (1984), utilizando información del Centro de Datos Oceanográficos de Estados Unidos (NODC) confeccionaron una carta de distribución de los nódulos de manganeso frente a Chile. La zona de mayor contenido de nódulos se ubica en el extremo norte de la cuenca comprendida entre la dorsal de Nazca, la dorsal de Chile, la dorsal del Pacífico y el continente Sudamericano, donde hay observaciones puntuales en que la cobertura supera el 20% de área muestreada.

De acuerdo a Vergara (1999), en Chile se conocen como zonas potenciales de explotación de nódulos o costras de manganeso los siguientes sectores:

Alrededor de isla Robinson Crusoe, a 3.820 metros de profundidad, donde se determinó un campo de nódulos de manganeso con 4 a 5 kg/m², con una ley combinada de Ni+Co+Cu=0,87%.

En el sector que bordea el flanco oceánico de la fosa, a la latitud de la desembocadura del río Loa (21° 26' S), a 4.332 metros de profundidad, se muestreó un campo de nódulos de manganeso con un contenido de Cu+Ni de 1,38%.

En el cordón volcánico del cual forman parte las islas Salas y Gómez, San Félix y San Ambrosio y las cuencas sedimentarias que rodean a isla de Pascua, que contienen costras ricas en manganeso. El contenido metálico de ellas es bajo en cuanto a Cu+Ni (0,25 a 0,30%), pero es relativamente interesante en cuanto a manganeso (10%).

Gallegos (2000), sobre la base del análisis de la información del contenido de Al, Co, Cu, Fe, Mn, Ni, Si y Zn, en sedimentos marinos de Pacífico Sud Oriental (Dymond & Corliss, 1981; y CD-ROM "Marine mineral. Bibliography and Geochemical Data Base", National Geological Data Center de Estados Unidos), realizó un estudio de ubicación de zonas con mayor factibilidad de ocurrencia de nódulos de

manganeso frente a las costas chilenas (20° a 40°S). Este autor determinó dos zonas de mayor probabilidad de ocurrencia de nódulos de manganeso. Una de ellas se ubica entre los 21°-30°S y 110°-115°W, y la otra entre 27°-35°S y 95°-106°W. Estas zonas se caracterizan por sedimentos superficiales con contenidos de Zn mayores a 400 ppm, Cu mayores de 900 ppm, Mn mayores de 6% y Fe mayores de 15%, ubicándose, en general, a profundidades mayores de 2.500 m.

Científicos e ingenieros han realizado significativos esfuerzos para diseñar máquinas que ayuden a utilizar esta riqueza escondida. Pero, ni cestos de hierro remolcados al fondo del mar desde buques, o aspiradoras robóticas que transportan los sedimentos a la superficie a través de tubos, han funcionado económicamente (Fig. 7.1.3). Es por esto que la explotación de esa enorme riqueza potencial, en el presente no es atractiva económicamente. Además, las consecuencias ecológicas pueden ser graves pues todos los métodos destruyen la superficie de grandes áreas de un ecosistema, probablemente, sensible. Numerosos proyectos científicos internacionales se preocupan actualmente de este tema.

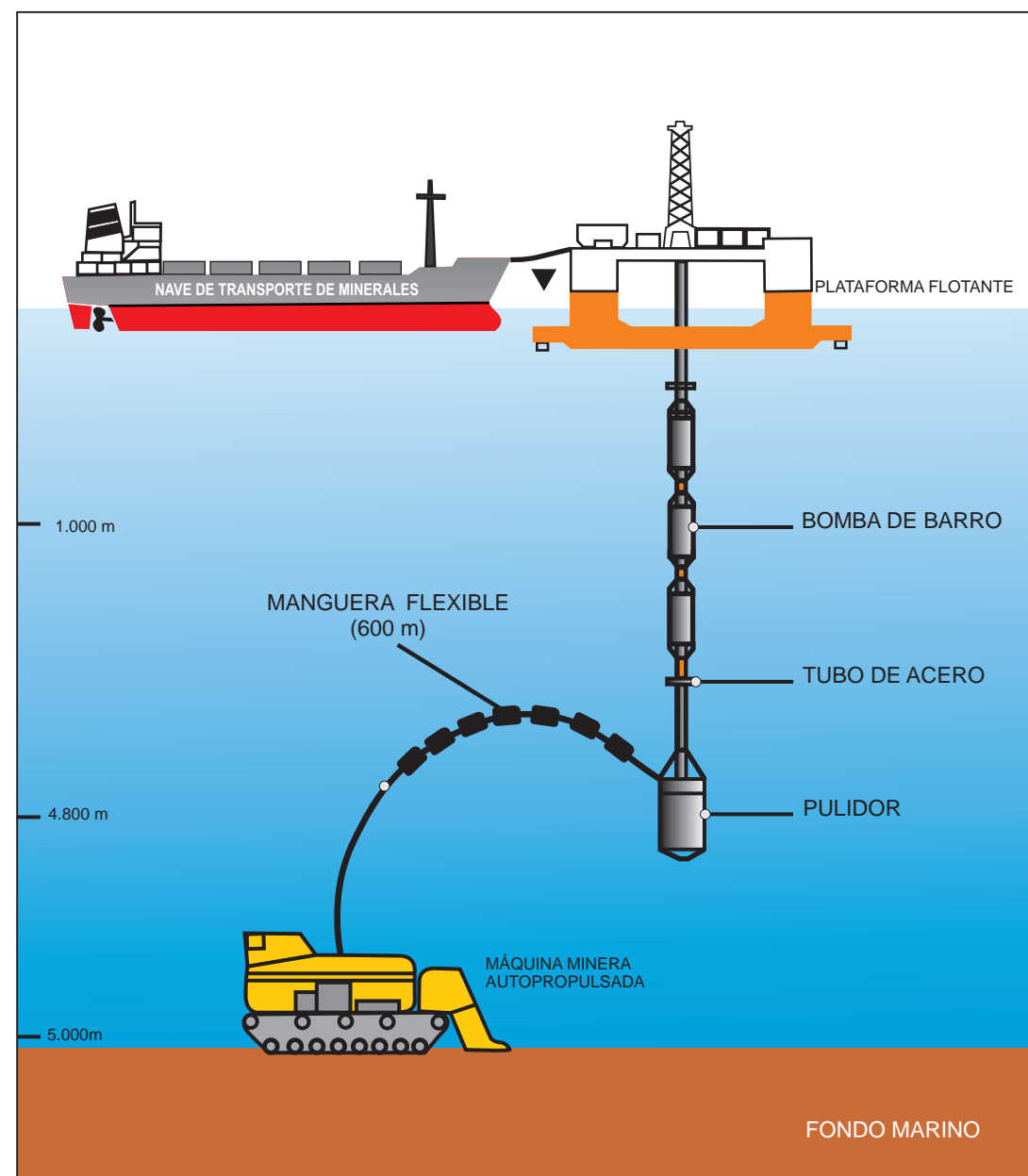


Fig. 7.1.3. Esquema de un sistema de explotación minera de nódulos de manganeso a comienzos de los años 90.

REFERENCIAS

- Cronan, D.S. 1977. Deep-sea nodules: distribution and geochemistry. En: Glasby, G.P., ed. Marine manganese deposits. Amsterdam, Elsevier, pp. 11-44.
- Dymond, J., 1981. Geochemistry of the Nazca Plate surface sediments: > An evaluation of hydrothermal, biogenic, detrital, and hydrogenous sources. > En Kulm, L.D., J. Dymond, E.J. Dasch, D.M. Hussong & R. Roderick > (Eds.), Nazca Plate, crustal formation and Andean convergence. Mem. Geol. Soc. Am. > 154, pp. 133-174.
- Gallegos, J.M. 2000. Distribución de zonas de aptitud minera en el sector comprendido entre los 20° y 40° latitud sur y los 80° y 120° de longitud oeste y su eventual relación con la ocurrencia de nódulos polimetálicos. Tesis de Título de Oceanógrafo. Escuela de Ciencias del Mar. Universidad Católica de Valparaíso. 91 pp.
- Halbach, P.; Hebisch, U.; Scherhag, C. 1981. Geochemical variations of ferromanganese nodules and crusts from different provinces of the Pacific ocean and their genetic control. Chemical Geology, 34 (1-2): 3-17.
- Haynes, B.W.; Law, S.L.; Barron, D.C. 1986. An elemental description of Pacific manganese nodules. Marine Mining, 5: 239-276.
- Takematsu, N.; Sato, Y.; Okabe, S. 1989. Factors controlling the chemical composition of marine manganese nodules and crusts: a review and synthesis. Marine Chemistry, 26 (1): 41-56.
- Vergara, H. 1999. Recursos minerales oceánicos y áreas potenciales de la Zona Económica Exclusiva de Chile: su exploración y formación de recursos humanos. Revista de Marina, 6: 579-583.
- Von Stackelberg, U. 1997. Growth history of manganese nodules and crusts of the Peru basin. En: Nicholson, K.; Hein, J.R.; Bühn, B.; and Dasgupta, S. Manganese mineralizations: geochemistry of terrestrial and marine deposits. London, The Geological Society. Geological Society Special Publication, 119: 123-138.

7.2 Hidratos de gas submarinos en el margen chileno

Emilio Vera

Universidad de Chile

Juan Díaz-Naveas

Pontificia Universidad Católica de Valparaíso - Chile

INTRODUCCIÓN

Los hidratos de gas son acumulaciones cristalinas similares al hielo, formadas de gas natural y agua. El bloque constructor de este sólido cristalino es una estructura en la cual moléculas de agua forman una celda (clatrato), cuyo interior está ocupado por moléculas de gas (Fig. 7.2.1). Muchos gases tienen tamaños moleculares adecuados para formar hidratos, incluyendo los gases que se encuentran en forma natural, como el dióxido de carbono, ácido sulfhídrico (sulfuro de hidrógeno) y varios hidrocarburos de bajo número de carbonos. En la naturaleza, sin embargo, el más común de los hidratos de gas es el hidrato de metano. Los hidratos son concentradores naturales de gas y pueden almacenar grandes porcentajes de gas por unidad de volumen. En condiciones de presión y temperatura estándar, la descomposición de 1 m³ de hidrato de metano produce 164 m³ de metano gaseoso y 0,8 m³ de agua líquida (Sloan, 1990; Kvenvolden, 1988; 1993).

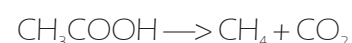
Bajo la superficie de la Tierra hay fundamentalmente dos ambientes donde se encuentran hidratos en grandes cantidades: (1) bajo la capa de suelo congelada permanente ("permafrost") en el Ártico en condiciones de presión moderada (profundidades de algunos cientos de metros) y de temperatura relativamente bajas, y (2) en sedimentos marinos de los márgenes continentales bajo condiciones más extremas de presión y temperatura (Macleod, 1982; Kvenvolden & Barnard, 1983; Claypool & Kvenvolden, 1983; Miles, 1995; Suess et al., 1998; Verma et al., 2000). El margen chileno no es la excepción, y en él se encuentran hidratos de gas del segundo tipo (hidratos de gas submarinos) existen en diversos puntos de él, con profundidades de agua entre 1-4 km y donde se dan las condiciones de presión y temperatura adecuadas para su existencia.

GENERACIÓN DE METANO EN SEDIMENTOS SUBMARINOS

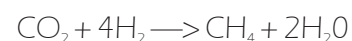
El metano del subsuelo marino, dentro de los sedimentos de los márgenes continentales, es producido primariamente por procesos microbianos y termogénicos.

En el proceso microbiano los desechos orgánicos de los sedimentos que se depositan en el margen, generan metano a través de una compleja secuencia que involucra acción bacteriana en ambientes anóxicos (metanogénesis). Esta descomposición tiene lugar ya sea por fermentación de ácido acético (acetato) o por reducción de dióxido de carbono:

i) Fermentación de ácido acético



ii) Reducción de dióxido de carbono



En el proceso termogénico de generación de metano, tiene lugar la descomposición térmica ("cracking") de materiales derivados orgánicamente para formar hidrocarburos (incluyendo metano). Esto ocurre generalmente a considerable profundidad (más de 2 km) en cuencas sedimentarias donde las temperaturas exceden los 100 °C. El metano termogénico puede producirse también a partir de degradación de petróleo a profundidades aún mayores y a partir de la maduración de carbón.

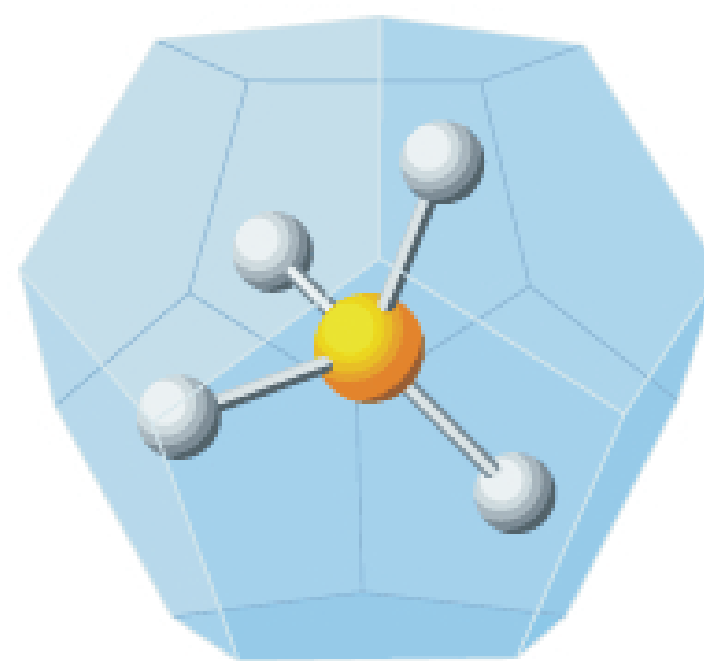


Fig. 7.2.1. Hidrato de metano. Las moléculas de agua, a través de enlaces de hidrógeno, forman bajo condiciones específicas, generalmente alta presión y baja temperatura (3-10 MPa y 275-278 K para hidratos de metano), una estructura reticular denominada clatrato (del latín clatratus, jaula), la cual contiene cavidades que pueden ser ocupadas por moléculas de gas de bajo peso molecular. No hay enlaces químicos entre las moléculas de agua y de gas (modificado de página web <http://woodshole.er.usgs.gov/projectpages/hydrates/what.html>).

ZONA DE ESTABILIDAD DE LOS HIDRATOS DE GAS

Los hidratos de gas submarinos normalmente no forman una masa homogénea de hidrato puro, sino que se alojan en la porosidad de las unidades sedimentarias del fondo marino. El espesor de los sedimentos submarinos que potencialmente pueden contener hidratos, está controlado por condiciones de presión y temperatura, las que fundamentalmente dependen de la profundidad del mar y el gradiente geotérmico dentro de los sedimentos. El diagrama de fase de la figura 7.2.2, muestra el límite entre gas metano libre e hidrato de metano para el sistema agua-metano, y da una estimación razonable de las condiciones de presión-temperatura bajo las cuales los hidratos de gas naturales, compuestos mayoritariamente de metano, son estables en los márgenes continentales. La intersección del perfil de temperatura de la columna de agua con la curva de límite de fase del hidrato de gas, corresponde a la mínima profundidad de agua bajo la cual los hidratos de gas son estables. Esta mínima profundidad de agua será menor si el agua es más fría y mayor si el agua es más templada. En forma aproximada, esta profundidad mínima es de unos 300 m en el Ártico, y de 600 m en regiones subtropicales. En sedimentos profundos la temperatura normalmente se incrementa con la profundidad y eventualmente alcanza un punto en el cual el hidrato es inestable, a pesar del continuo incremento de la presión con la profundidad. Por lo tanto, dentro de los sedimentos existe una zona en la cual el hidrato de gas es potencialmente estable, comúnmente

desde el fondo marino hasta varios cientos de metros por debajo de éste. Esto define, entonces, una zona de estabilidad dentro de la cual, si existe saturación de gas (metano) se origina la formación de hidrato de gas (Fig. 7.2.2).

EXPLORACIÓN DE HIDRATOS DE GAS MEDIANTE SÍSMICA DE REFLEXIÓN

El estudio y prospección de los hidratos de gas dentro de los sedimentos marinos, se lleva a cabo normalmente mediante métodos geofísicos indirectos. La señal más comúnmente usada para la identificación de hidratos de gas en sedimentos marinos, ha sido la presencia de una anomalía sobre los registros sísmicos marinos llamada BSR (Bottom Simulating Reflector).

Los hidratos poseen una alta velocidad de propagación de ondas sísmicas, de aproximadamente 3,3 km/s, que es alrededor del doble de la velocidad de los sedimentos del fondo marino que los contienen. De esta forma, la capa de sedimentos que contiene hidratos tiene una velocidad significativamente mayor que el estrato subyacente, normalmente saturado de gas libre. Este contraste de velocidad de propagación representa un fuerte reflector para ondas sísmicas incidentes y en secciones sísmicas da origen al así llamado BSR, el que marca el límite inferior de la zona de estabilidad para hidratos de gas submarinos (Fig. 7.2.5). Debido a que el BSR depende de condiciones de presión y temperatura, su presencia en perfiles sísmicos es, en general, discordante con reflexiones asociadas a estratificación geológica y normalmente se identifica claramente como un reflector aproximadamente paralelo al fondo marino. Las figuras 7.2.3b, 7.2.3c y 7.2.4b, muestran perfiles sísmicos de reflexión adquiridos en el margen chileno con claros ejemplos de BSR, los que indican la presencia de hidratos dentro de los sedimentos del fondo marino.

ESTIMACIÓN DEL RECURSO

La presencia de hidratos de gas está mayormente concentrada en los márgenes continentales, donde tanto los detritos orgánicos (desde donde bacterias generan metano) como los sedimentos (que protegen a los detritos de la oxidación) se acumulan rápidamente. La presencia de hidratos en los márgenes continentales, se ha identificado fundamentalmente por medio de investigaciones marinas que incluyen métodos sísmicos y perforaciones marinas profundas (Deep-Sea Drilling Project, DSDP; Ocean Drilling Program, ODP e Integrated Ocean Drilling Program, IODP). La información sobre la presencia de hidratos a escala global está lejos de ser completa y, por lo tanto, estimaciones de la cantidad de metano contenida en hidratos es altamente variable. Se considera, sin embargo, que una estimación razonable para la cantidad de gas almacenado en los hidratos de metano está en el rango de 10^{15} a 10^{16} m³. Esta cantidad representa aproximadamente el doble de la cantidad de carbono almacenado en todos los otros depósitos conocidos de combustibles fósiles. Los hidratos de

gas pueden, entonces, constituir la reserva de combustible fósil más grande de la Tierra y una importantísima fuente de energía, aun si sólo un pequeño porcentaje de ellos fuera recuperado.

En el margen chileno, estudios sísmicos marinos han permitido la identificación de hidratos de gas mediante la identificación del BSR. Ejemplos significativos de este hecho se muestran en las figuras 7.2.3 y 7.2.4. Si bien relevantes, estos estudios no permiten una estimación precisa del recurso disponible. Sin embargo, inferencias basadas en criterios razonables e independientes, permiten aun una estimación en el rango de 10^{13} a 10^{14} m³. Por una parte, esta estimación es aproximadamente el 3% del total mundial, lo que corresponde a la proporción chilena del margen continental mundial. En forma independiente, esta cantidad también resulta de las siguientes consideraciones derivadas de la caracterización sísmica del BSR en el margen chileno. Conservadoramente, se pueden asumir los siguientes parámetros para la capa de hidrato: espesor = 100 m, longitud en dirección oeste-este = 20 km, longitud en dirección norte-sur = 1.000 km (se considera que sólo aproximadamente un 20% del margen contiene hidratos), concentración de hidratos en los sedimentos = 10%, y 160 m³ de gas por m³ de hidrato. Con estas cifras el volumen de gas estimado es de $3,2 \times 10^{13}$ m³. Cabe hacer notar que esta cantidad de gas, 10^{13} a 10^{14} m³, es aproximadamente superior en 3 órdenes de magnitud al consumo anual de gas en Chile. En consecuencia, aun si sólo una pequeña fracción del recurso pudiera efectivamente ser explotada, su impacto económico sería considerable.

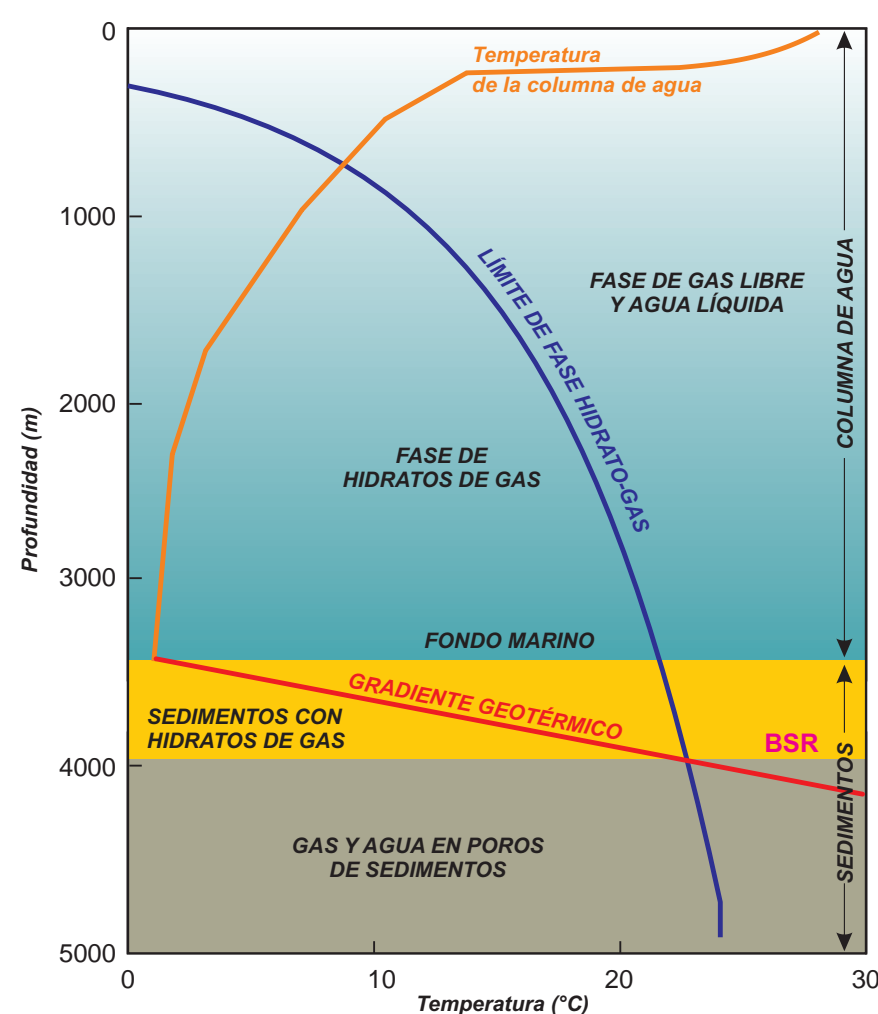
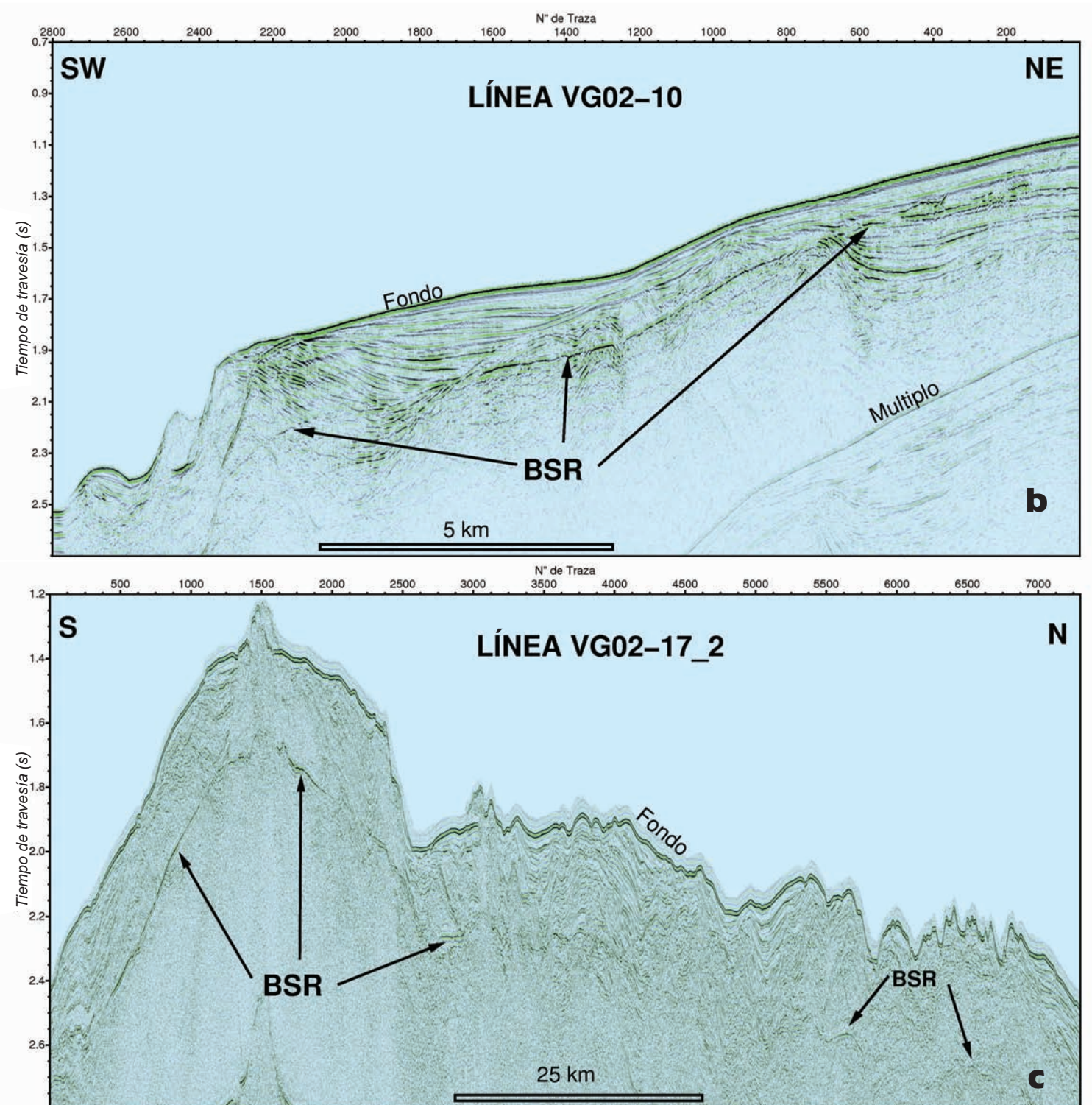
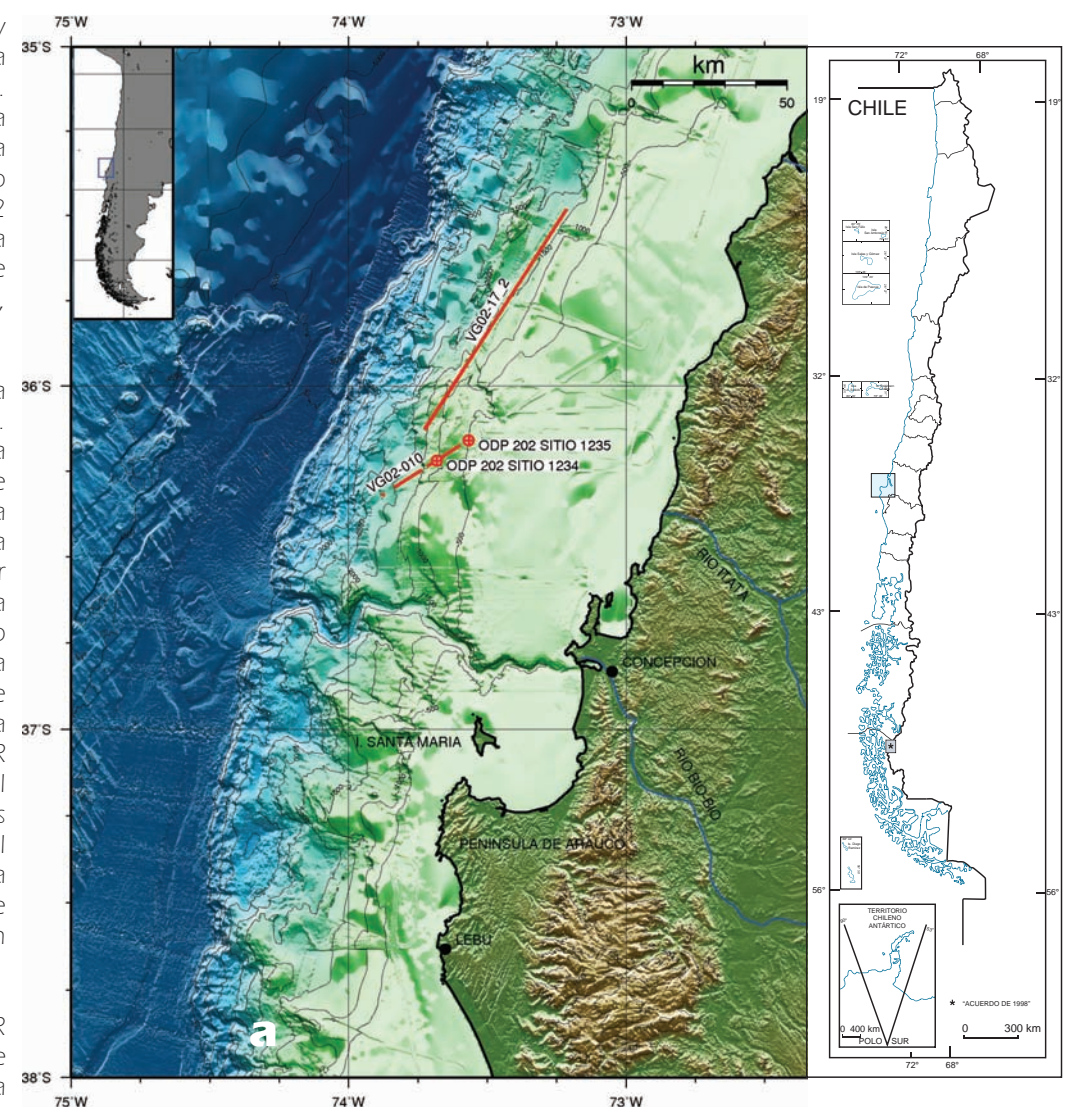


Fig. 7.2.2. Diagrama de fase que muestra la frontera entre el gas metano libre y el hidrato de metano para un sistema constituido por agua pura y metano puro. La figura supone que la presión es simplemente una función de la profundidad total, desde la superficie del mar hasta cierta profundidad en los sedimentos, y que tanto la química del agua de poros como el gradiente térmico son uniformes. La presencia minoritaria de otros gases (etano, propano) y la consideración de la salinidad del agua de mar, producen sólo variaciones menores a este diagrama. La zona en la cual los hidratos de gas son potencialmente estables dentro de los sedimentos, se encuentra entre el fondo marino y un punto más profundo donde el gradiente geotérmico cruza la curva de fase de los hidratos de gas (en amarillo). Por debajo de este punto, la existencia de hidratos no es posible y la porosidad de los sedimentos puede contener sólo gas y agua. Este contraste representa un fuerte reflector para ondas sísmicas que en perfiles de reflexión da origen al BSR (Bottom Simulating Reflector).

Fig. 7.2.3. (a) Mapa de ubicación de líneas sísmicas de reflexión VG02-010 y VG02-17_2, que indican los segmentos de éstas donde se ha identificado la presencia del BSR (Bottom Simulating Reflector). El BSR marca el límite inferior de la zona de estabilidad para hidratos de gas submarinos (Fig. 7.2.2) e indica, por lo tanto, la presencia de hidratos dentro de los sedimentos del fondo marino. Estos perfiles fueron adquiridos en septiembre de 2002 a bordo del buque oceanográfico "Vidal Gormaz" de la Armada de Chile. La línea VG02-010 pasa aproximadamente a través de 2 pozos perforados por el Ocean Drilling Program (ODP 202, sitios 1234 y 1235).

(b) Segmento de línea sísmica VG02-010 donde se observa continuamente el BSR por cerca de 15 km a lo largo de la línea. La escala vertical es el tiempo de travesía de la onda sísmica (sonido) en ir y volver a la superficie del mar después de reflejarse en profundidad, y representa, salvo un factor de escala que depende de la velocidad de propagación de la onda, una medida de profundidad desde el nivel del mar. En el agua, por encima del fondo oceánico, 0,1 s de tiempo de travesía corresponden a 75 m y en los sedimentos, por debajo del fondo a aproximadamente 100 m. La profundidad del BSR presenta una notable variación a lo largo del perfil. Mientras alrededor de la traza 2700 se encuentra a ~400 m por debajo del fondo, a unos 15 km hacia el noreste, alrededor de la traza 250, el BSR prácticamente aflora al fondo oceánico. Esta es una clara señal que indica un cambio en las condiciones de estabilidad para los hidratos de gas (Fig. 7.2.2). El acercamiento entre el BSR y el fondo hacia el noreste de la línea, responde principalmente a una disminución de la presión en los sedimentos, directamente relacionada con la disminución de la profundidad de agua en esa misma dirección.

(c) Segmento de línea sísmica VG02-17_2 donde se observa el BSR por cerca de 70 km a lo largo de la línea. La escala vertical de tiempo de travesía tiene la misma interpretación dada para la Figura 7.2.3b.



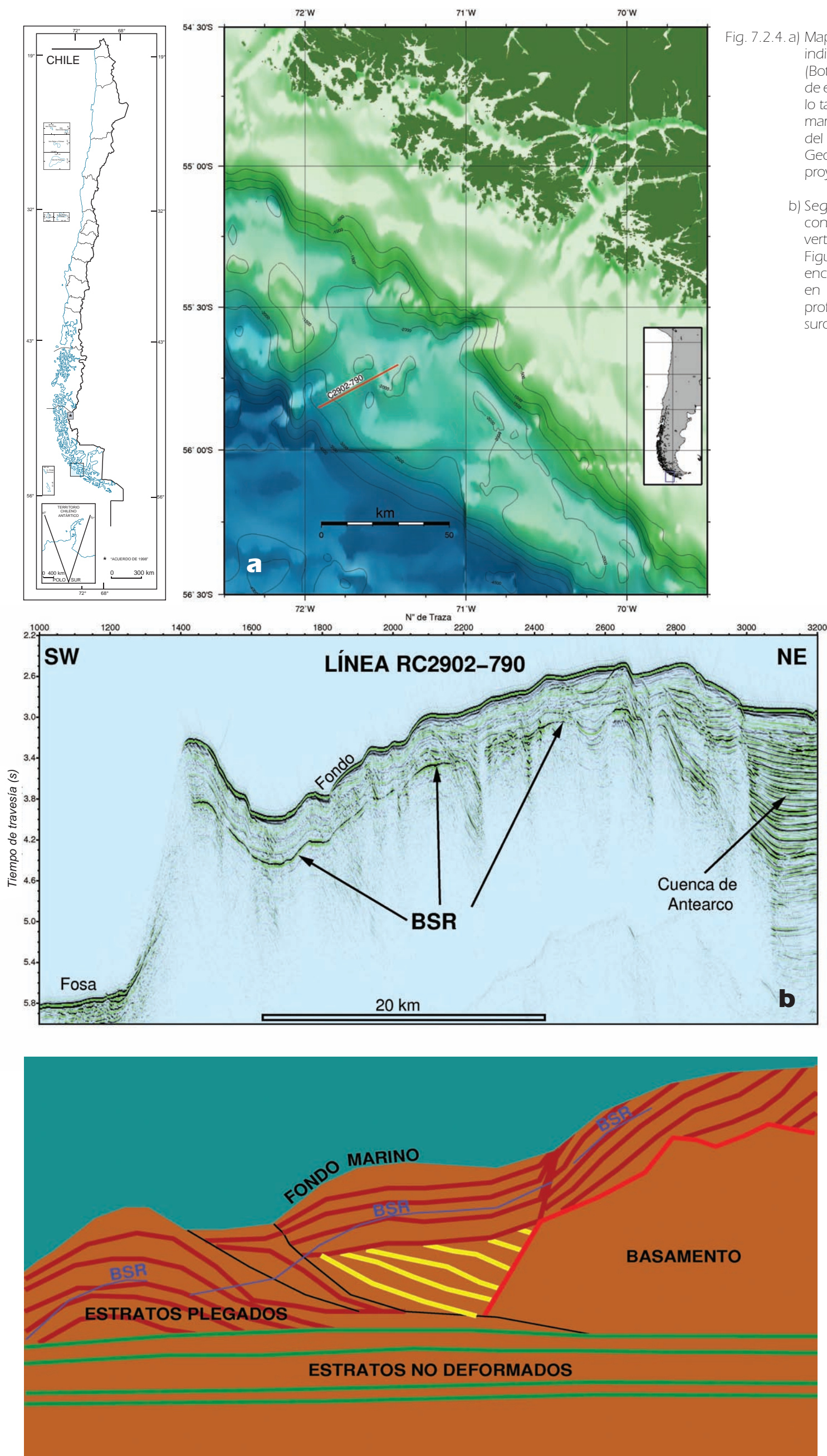


Fig. 7.2.4. a) Mapa de ubicación de línea sísmica de reflexión RC 2902-790, que indica el segmento de ella donde se ha identificado la presencia del BSR (Bottom Simulating Reflector). El BSR marca el límite inferior de la zona de estabilidad para hidratos de gas submarinos (Fig. 7.2.2) e indica, por lo tanto, la presencia de hidratos dentro de los sedimentos del fondo marino. Este perfil fue adquirido en 1988 durante el crucero RC2902 del buque oceanográfico R/V "Robert D. Conrad" de Lamont-Doherty Geological Observatory, Universidad de Columbia, USA, dentro de un proyecto destinado a estudiar el margen y los Andes de Chile Austral.

b) Segmento de línea sísmica RC2902-790 donde se observa continuamente el BSR por cerca de 40 km a lo largo de la línea. La escala vertical de tiempo de travesía tiene la misma interpretación dada para la Figura 7.2.3.b. El BSR presenta poca variación a lo largo del perfil y se encuentra a aproximadamente 500 m por debajo del fondo. Se ubica en un segmento que coincide con el prisma de acreción y con profundidades de agua superiores a 2.000 m, entre la fosa hacia el suroeste y una prominente cuenca de antearco hacia el noreste.

REFERENCIAS

Claypool, G.; Kvenvolden, K. 1983. Methane and other hydrocarbon gases in marine sediment. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11: 299-327.

Kvenvolden, K.; Barnard, L. 1983. Hydrates of natural gas in continental margins. En: Watkins, J.S., ed. *Studies in continental margin geology*. American Association of Petroleum Geologists, AAPG Memoir, 34: 631-640.

Kvenvolden, K. 1988. Methane hydrate – a major reservoir of carbon in the shallow Geosphere? *Chemical Geology*, 71 (1-3): 41-51.

Kvenvolden, K. 1993. Gas hydrates - geological perspective and global change. *Reviews of Geophysics*, 31 (2): 173-187.

Macleod, M. 1982. Gas hydrates in ocean bottom sediments. *American Association of Petroleum Geologists, AAPG Bulletin*, 66 (12): 2649-2662.

Miles, P. 1995. Potential distribution of methane hydrate beneath the European continental margins. *Geophysical Research Letters*, 22 (23): 3179-3182.

Sloan, E. 1990. *Clathrate hydrates of natural gas*. New York, Marcel Dekker. 641 pp.

Suess, E.; Bohrmann, G.; Huene, R. von; Linke, P.; Wallmann, K.; Lammers, S.; Sahling, H.; Winckler, G.; Lutz, R.; Orange, D. 1998. Fluid venting in the eastern Aleutian subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B2): 2597-2614.

Verma, B.; Sathe, A.; Singh, R. 2000. Gas hydrate studies in India-ONGC approach. En: *Indo-Russian ILTP Workshop on Gas Hydrates*. New Delhi, India, 13-15 March, 2000. Abstract volume. Department of Ocean Development, Govt. of India. pp. 3-4.

Fig. 7.2.5. Esquema del emplazamiento del "Bottom Simulating Reflector" BSR (reflector simulador de fondo) dentro de las unidades sedimentarias típicas de un margen continental convergente, como el de Chile. El BSR corresponde a la base de las capas que contienen hidratos de gas en sus poros, fracturas, fallas o fisuras. Bajo el BSR hay gas libre en forma de microburbujas. Esto ocurre cuando la concentración del gas está por sobre el punto de máxima disolución de gases en el fluido que rellena los poros de las rocas.